

LOS MONTES SUBMARINOS DE LA PLATAFORMA MARGINAL DE MOTRIL, MAR DE ALBORÁN: INTERACCIÓN CON LAS MASAS DE AGUA PROFUNDA

Desirée Palomino¹, Juan Tomás Vázquez¹, Gemma Ercilla²,
Belén Alonso² y Nieves López-González¹

¹Instituto Español de Oceanografía. Puerto Pesquero s/n. Fuengirola (Málaga)

²Instituto de Ciencias del Mar-CSIC. Paseo Marítimo de la Barceloneta 37-49. Barcelona

INTRODUCCIÓN

Los montes submarinos son elevaciones aisladas del fondo marino con una altura superior a 100 metros sobre el fondo del mar (STAUDIGEL et al. 2010). Este concepto ha sido definido en diferentes contextos y actualmente no existe una única definición que esté globalmente aceptada, por lo que algunos autores sólo incluyen las elevaciones con altura superior a 1000 metros

sobre el fondo del mar (KENNETT 1982). La presencia de montes submarinos en el fondo marino es frecuente, tanto en los márgenes continentales como en los fondos abisales. Se estima que en los fondos oceánicos podrían existir 25 millones de montes submarinos con una altura superior a 100 metros, la mayor parte de los cuales no han sido todavía estudiados (WESSEL et al. 2010). Sólo en el Mar de Alborán se han contabilizado al menos 33 montes submarinos (PALOMINO et al. 2015).

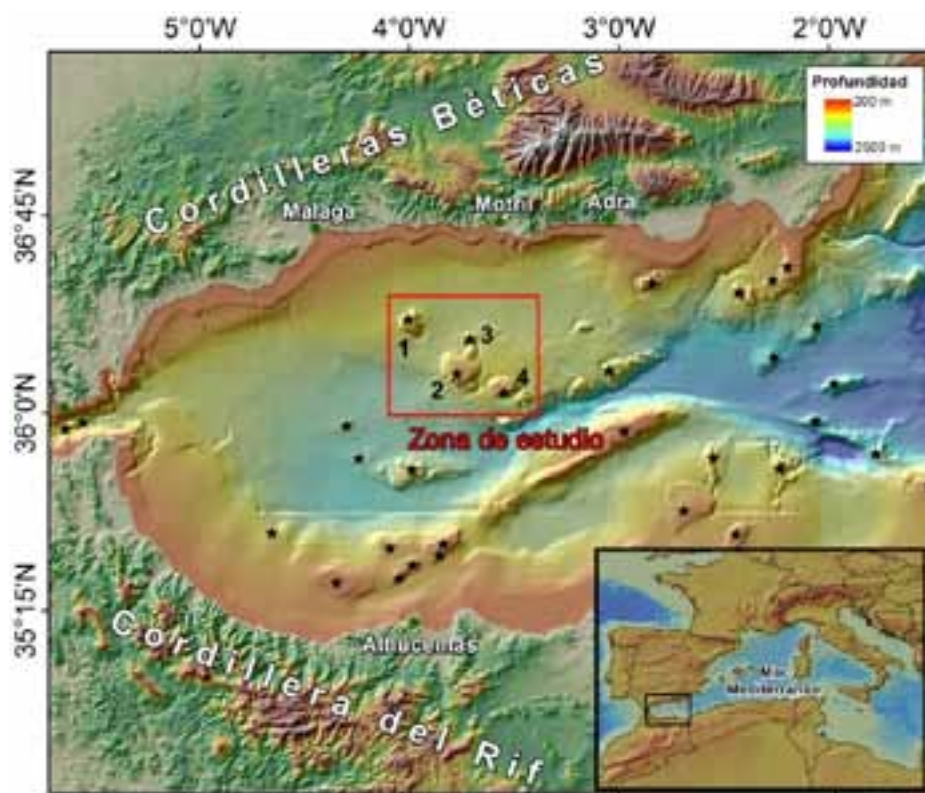


Figura 1. Mapa de localización de los montes submarinos del Mar del Alborán (estrellas negras) con indicación de la zona de estudio en la plataforma marginal de Motril, donde destaca la presencia de cuatro montes: 1. Avempace; 2. La Herradura; 3. Espolón de la Herradura; 4. Villa de Djibouti.

La presencia de montes submarinos condiciona y modifica los procesos geológicos y oceanográficos que tienen lugar a su alrededor (PALOMINO 2016). Los montes interactúan con el régimen hidrodinámico (ERCILLA et al. 2011), alteran la trayectoria de las masas de agua (OWENS & HOGG 1980; KENNETT 1982; HERNÁNDEZ-MOLINA et al. 2006; HOWE et al. 2006), afectan a los procesos sedimentarios en las zonas adyacentes (DAVIES & LAUGHTON 1972) y constituyen áreas donde la biodiversidad y la productividad biológica son muy elevadas (ROGERS 1994; GENIN 2004).

En este trabajo se describen las características morfológicas de 4 montes submarinos: Avempace, La Herradura, El Espolón de La Herradura y Villa de Djibouti, que se localizan en la plataforma marginal de Motril, frente a las localidades de Málaga y Adra (Fig. 1). Además, se presta especial atención a las formas geológicas que se desarrollan bajo la influencia de las masas de agua mediterránea al interactuar con estas elevaciones submarinas. Con este análisis se mejora el conocimiento de los procesos geológicos activos en la zona, y en especial el papel que juegan las masas de agua mediterráneas modelando el fondo marino en esta región.

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

La Cuenca del Mar de Alborán conforma la unidad fisiográfica más occidental del Mar Mediterráneo y está localizada en el interior del Arco de Gibraltar, formado por las cordilleras Béticas en el sur de Iberia, y del Rif en el norte de África (Fig. 1). Esta estructura se produjo por el desplazamiento hacia el oeste del dominio cortical de Alborán, y su colisión con el margen continental sur-ibérico y el norte-africano durante el Oligoceno tardío y el Mioceno, hace unos 23 Ma (PLATT & VISSERS 1989; GARCÍA-DUEÑAS et al. 1992; COMAS et al. 1999; PLATT 2007).

En este esquema geodinámico, la formación de pliegues y cabalgamientos compresivos a lo largo de la región del frente de colisión, fue coetánea con la formación de grandes fallas extensionales y el adelgazamiento de la corteza en la parte interna del arco, desde el Mioceno temprano al Tortonense. El resultado de esta actividad extensional fue la formación de las diferentes cuencas sedimentarias que constituyen la estructura del Mar de Alborán, un adelgazamiento cortical (TORNE et al.

2000) y diversos episodios volcánicos de tipo andesítico (DUGGEN et al. 2004; GILL et al. 2004), generándose en esta fase altos estructurales de basamento metamórfico y volcánicos agrupados.

Posteriormente, hace unos 10 millones de años, a partir del Tortonense superior se produjo una rotación de la dirección de la convergencia entre las placas de África y Eurasia desde N-S a NO-SE (DEWEY et al. 1989) que fue la responsable de un acortamiento del sistema orogénico del Arco de Gibraltar, produciendo la elevación de los principales relieves presentes alrededor de la Cuenca del Mar de Alborán, el basculamiento radial del basamento de los márgenes hacia el interior de la cuenca, la reducción en anchura de la cuenca Miocena, y el levantamiento estructural en el interior de la cuenca de los altos morfológicos previos, tanto de los estructurales como de los de naturaleza volcánica (VÁZQUEZ et al. 2015).

En la actualidad, la convergencia entre las placas de África Occidental (Nubia) y Eurasia se mantiene en dirección NO-SE a ONO-ESE (MCCLUSKY et al. 2003; FERNÁNDEZ-IBÁÑEZ et al. 2007; VEGAS et al. 2008; NOCQUET 2012) y es responsable de la tectónica activa reciente en la región, que queda marcada en la morfología de la cuenca (BALLESTEROS et al. 2008; VÁZQUEZ et al. 2008; MARTÍNEZ-GARCÍA et al. 2011; VÁZQUEZ et al. 2014).

CARACTERÍSTICAS FISIGRÁFICAS

Como respuesta a esta evolución y a la configuración cortical, el fondo marino del Mar de Alborán muestra una compleja fisiografía que ha sido tradicionalmente dividida en tres dominios principales: márgenes continentales (plataforma y talud), cuencas y altos estructurales (OLIVET et al. 1973; AUZENDE et al. 1975; MALDONADO et al. 1992); aunque se han diferenciado también plataformas aisladas, plataformas marginales y altos morfológicos.

Las plataformas marginales son zonas elevadas del talud que se encuentran a una menor profundidad formando un escalón en sus bordes.

El sector central del Mar de Alborán corresponde con la plataforma marginal de Motril (Figs. 1 y 2). Se extiende hasta profundidades de 700 y 850-900 m, aunque localmente puede alcanzar profundidades

de hasta 1100 m en relación con depresiones batimétricas situadas en la base de los montes submarinos. La morfología de esta plataforma marginal se caracteriza por una pendiente suave ($<0.5^\circ$), donde el área de menor pendiente se encuentra en la parte proximal de la plataforma marginal, mientras que en su parte distal se produce una elevación de la superficie que se caracteriza por la presencia de numerosos relieves submarinos relacionados con altos estructurales y/o volcánicos (Fig. 2).

CARACTERÍSTICAS OCEANOGRÁFICAS

En el Mar de Alborán se han diferenciado cinco masas de agua principales (MILLOT 2009), una de origen atlántico: Agua Atlántica (AW), que penetra a través del Estrecho de Gibraltar y fluye hacia el este por la capa superficial de 150-250 m de espesor en los márgenes suribérico y norafricano, respectivamente; y cuatro masas de agua de origen mediterráneo: el Agua del Mediterráneo Occidental (WMW), a 150-200 m de profundidad en la cuenca oeste; el Agua Levantina Intermedia (LIW), que se forma en el Mediterráneo Oriental y fluye hacia el oeste a

profundidades entre 200 y 600 m; el Agua Densa del Tirreno (TDW), que se origina en el Mar Tirreno y fluye bajo los 500 m de profundidad; y el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (WMDW), que rellena las cuencas de Alborán a grandes profundidades y se acumula principalmente a lo largo del margen del norte de África.

En el Mar de Alborán, las Aguas Mediterráneas Intermedias (WIW, LIW y TDW superior) son menos densas y menos salinas, y circulan principalmente por el margen septentrional, mientras que las Masas de Agua Mediterráneas más densas y profundas (TDW inferior y WMDW) se encuentran condicionadas por la topografía del fondo marino dando lugar a que la WMDW se divida en tres ramas principales que pueden sufrir ascensos provocados por la batimetría, principalmente en el margen meridional de la cuenca (PARRILLA et al. 1986; ERCILLA et al. 2016). Todas estas masas de agua mediterráneas circulan hacia el oeste en sentido antihorario y paralelas al talud en forma de corrientes de densidad.

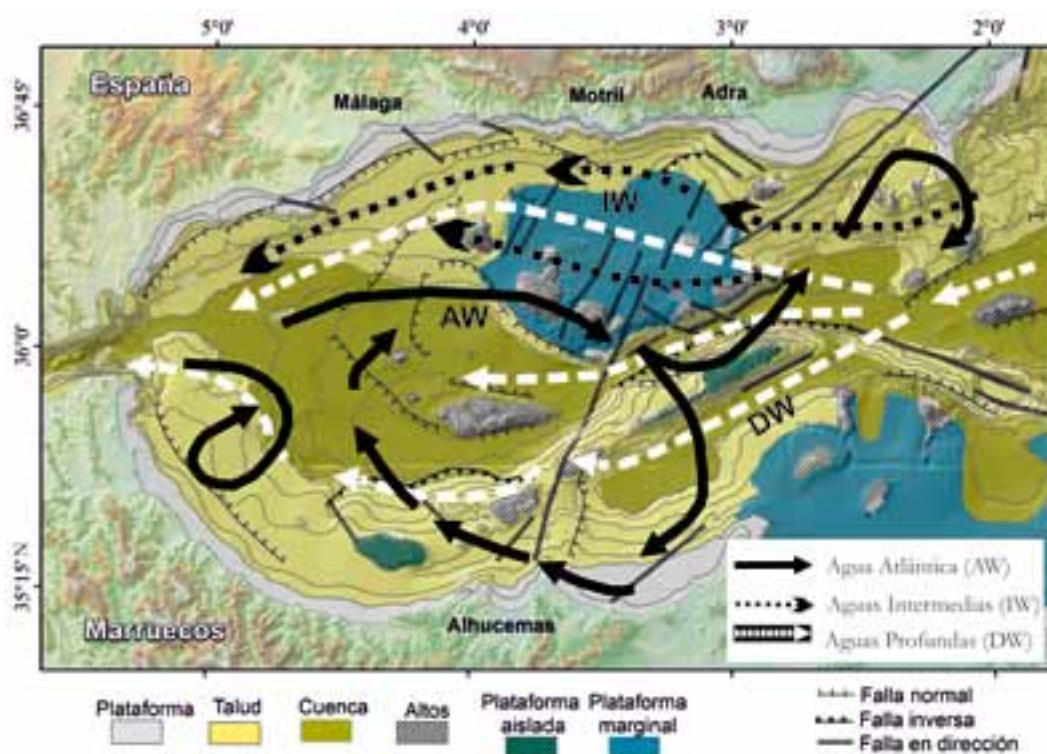


Figura 2. Mapa Batimétrico del Mar de Alborán en el que se muestran los principales dominios fisiográficos, elementos tectónicos y trayectoria de las principales masas de agua (Modificada de Vázquez 2001; Ercilla et al. 2016). Isobatas representadas cada 100 m.

MATERIAL Y MÉTODOS

El conjunto de datos utilizados en este estudio han sido obtenidos mediante diferentes técnicas geofísicas. Se han usado datos de ecosonda multihaz (KONGBERG EM 300) y perfiles sísmicos de alta (EG & G sparker) y muy alta resolución (sonda paramétrica TOPAS PS 018). Estos datos fueron adquiridos por la Secretaría General del Mar (Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente) y por el Instituto Español de Oceanografía y el Instituto Geológico y Minero de España (Ministerio de Economía y Competitividad) durante varias campañas oceanográficas en diferentes buques oceanográficos en 1990, 2002-2003 y 2010. Los datos de ecosonda multihaz se procesaron desde la Secretaría General del Mar utilizando para ello el paquete NEPTUNE™ de Simrad, obteniéndose una resolución batimétrica de 35 m con una cobertura del fondo marino del 100%. Además, se obtuvieron los valores de reflectividad del fondo a partir de los datos batimétricos utilizando el programa CARAIBES™.

Para el análisis morfológico se ha utilizado un sistema de información geográfica (ArcGIS™

desktop v 10.3.1). Los datos sísmicos se importaron como archivos SEG-Y al programa IHS KINGDOM para su interpretación y el estudio de las características subsuperficiales.

RESULTADOS

Geomorfología de los montes submarinos

Los montes submarinos cartografiados en la plataforma marginal de Motril son: banco Avempace (o Algarrobo), banco de La Herradura, Espolón de La Herradura (o banco norte de La Herradura) y banco de Villa de Djibouti (también conocido en alguna referencia científica como banco de El Eidrissi). Estos montes muestran una geometría de cono truncada, excepto el Espolón de La Herradura cuya geometría es casi piramidal. Su altura oscila entre 500 m en los flancos nororientales y 1000 m en los flancos suroccidentales, y sus cimas se encuentran a unos 200 m de profundidad bajo la superficie del mar (Tabla I). La pendiente media de las cimas es suave (0.8°), aunque localmente se encuentran valores de 2° cerca de la cima que contrasta con el importante gradiente de los flancos ($> 50^\circ$).

Tabla I. Localización, dimensiones y parámetros morfológicos de los montes submarinos estudiados. La longitud y la anchura están medidas como los ejes perpendiculares más largo y más corto, respectivamente, la altura como la profundidad desde la cima de cada monte al fondo marino adyacente y el área se ha medido en la base del monte.

Nombre del Monte	Avempace	La Herradura	Espolón de La Herradura	Villa de Djibouti
Localización	3°58'W / 36°22'N	3°45'W / 36°12'N	3°41'W / 36°18'N	3°33'W / 36°08'N
Profundidad max/min (m)	970 / 250	930 / 270	867 / 436	870 / 200
Longitud/Anchura (m)	12500 / 10000	17800 / 16000	610 / 490	9700 / 10500
Altura (m)	700	660	431	670
Área (km ²)	83	202	22.5	77
Pendiente max/min (°)	53.3 / 0.01	51.9 / 0.00	22.8 / 0.8	43.5 / 0.02

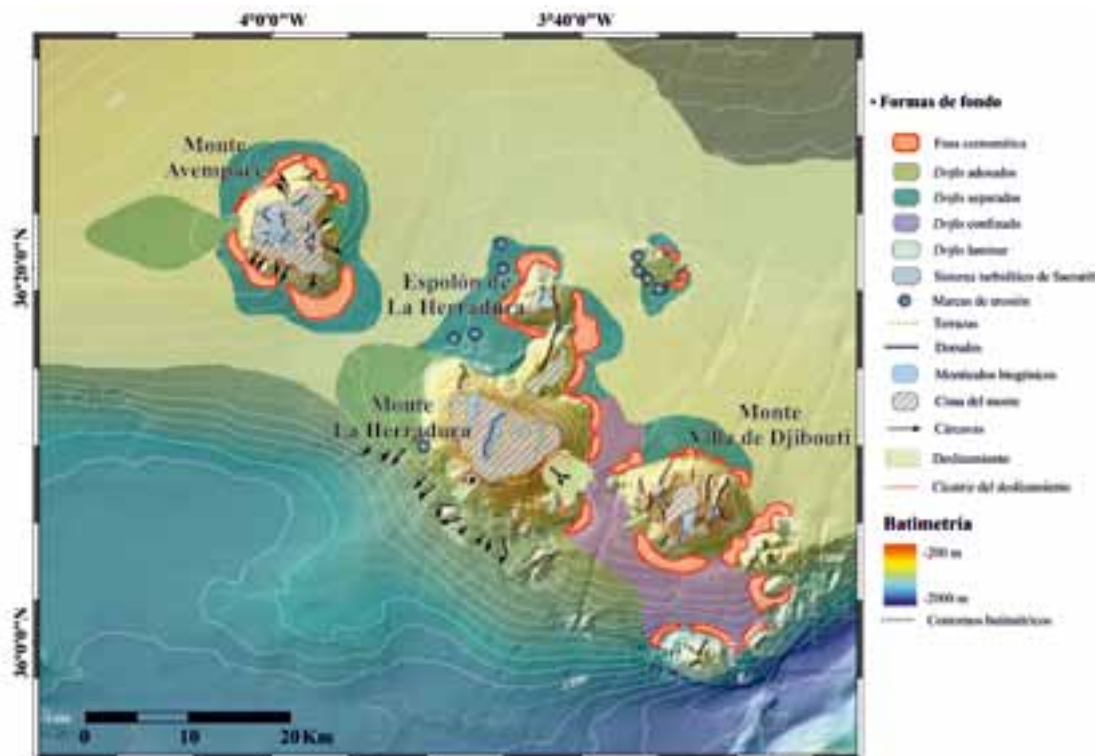


Figura 3. Mapa fisiográfico del área de estudio que muestra la diversidad de formas de fondo diferenciadas en los montes submarinos de la plataforma marginal de Motril.

Cima de los montes submarinos

Las cimas de estos montes se encuentran a profundidades entre 200-400 m, excepto el Espolón de La Herradura cuya profundidad oscila entre 440 y 500 m. Estas superficies presentan unos valores de reflectividad de alta a muy alta (> -20 dB) caracterizadas por un complejo patrón de bandas alternantes con diferentes valores de reflectividad (Fig. 4A). Esta configuración muestra distintas orientaciones aunque las direcciones predominantes son NO-SE y NNO-SSE (Fig. 4B). Este complejo patrón está producido por afloramientos alargados del basamento de los montes, generando pequeñas crestas y el crecimiento de estructuras biogénicas que se superponen a las anteriores.

Flancos de los montes submarinos

En los flancos de los montes predominan las formas como cárcavas y deslizamientos, formados con procesos sedimentarios perpendiculares a la pendiente.

- Las cárcavas se han cartografiado formando un grupo en los flancos del monte

Avempace (Fig. 3). Sus cabeceras se sitúan a profundidades medias de 450 m y las desembocaduras a una profundidad máxima de 780 m. Tienen una orientación radial respecto a la cima y presentan longitudes medias de 2 km y anchuras medias de 1.5 km.

- Los deslizamientos se han identificado en el flanco sur del monte La Herradura (Fig. 3) (PALOMINO et al. 2009). El deslizamiento que se dirige al SE cubre un área de 13 km² y se extiende 4 km en longitud. La cicatriz de su cabecera se localiza entre 320 m y 480 m de profundidad, tiene una geometría curva de unos 5 km de longitud que genera un desnivel desde 30 a más de 100 m y presenta una pendiente media de 30°. El deslizamiento que se dirige al SO tiene un tamaño considerablemente menor, ocupa un área de 2 km² y alcanza una extensión de 1,5 km. Las cicatrices de deslizamiento se sitúan a profundidades de 340-520 m y presentan una geometría curva de unos 3 km de longitud, relieves que varían de 30 a 90 m de altura y una pendiente media de 25°.

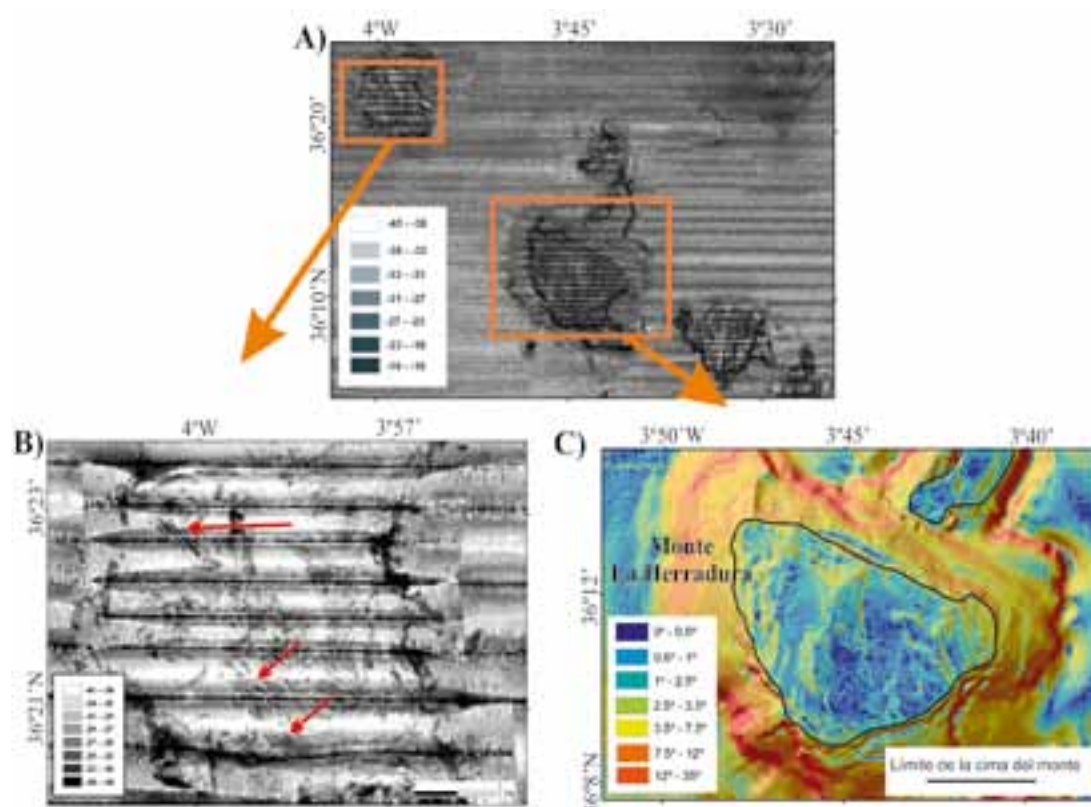


Figura 4. Selección de imágenes donde se muestran las cimas de los montes Avempace y La Herradura: A) mapa de reflectividad (en decibelios, dB). B) Bandas de alta reflectividad (en dB, indicadas por las flechas rojas) en la cima del monte Avempace. C) Variación del gradiente de pendiente (en grados) en la cima del monte La Herradura.

Algunas cicatrices afectan a los flancos este y sur del monte Avempace, con longitudes que oscilan entre 500 m y 2 km, relieves de 20-40 m de altura y una pendiente media de 20°.

Formas relacionadas con las corrientes de fondo

Tanto en los montes submarinos como en el fondo marino adyacente a los mismos se han identificado diferentes formas relacionadas con la acción de corrientes de fondo (Fig. 3) que se han dividido en formas erosivas (fosas contorníticas, marcas de corrientes y terrazas) y deposicionales (crestas contorníticas).

Fosas contorníticas

Los fosas contorníticas consisten en depresiones alargadas que se localizan al pie de los montes (700-950 m de profundidad) y están asociados a crestas contorníticas (Fig. 5).

Estas fosas presentan distintas dimensiones en función del flujo que los genera, normalmente tienen relieves de 40 m, si bien, pueden alcanzar hasta 85 m en el sureste del monte Avempace. Presentan distintas orientaciones predominando las direcciones E-O, SE-NO, N-S y NE-SO, controladas en su desarrollo por la interferencia de la dirección del flujo de la masa de agua que las genera y los flancos de los montes submarinos con los que se relacionan. Su geometría se caracteriza por un perfil asimétrico en forma de U, que presenta una mayor pendiente hacia el lado del monte. Su anchura media en el sur del monte Avempace es de 1 km y su longitud de 5,5 km, mientras que al este del monte La Herradura (y del Espolón de La Herradura) tienen 2 km de anchura y 10 km de longitud. Por último, en la zona sur del monte Villa de Djibouti tienen una anchura de 1,2 km y hasta 9 km de longitud, mientras que en la zona norte son de menor longitud (hasta 3 km) y una anchura media de 800 m.

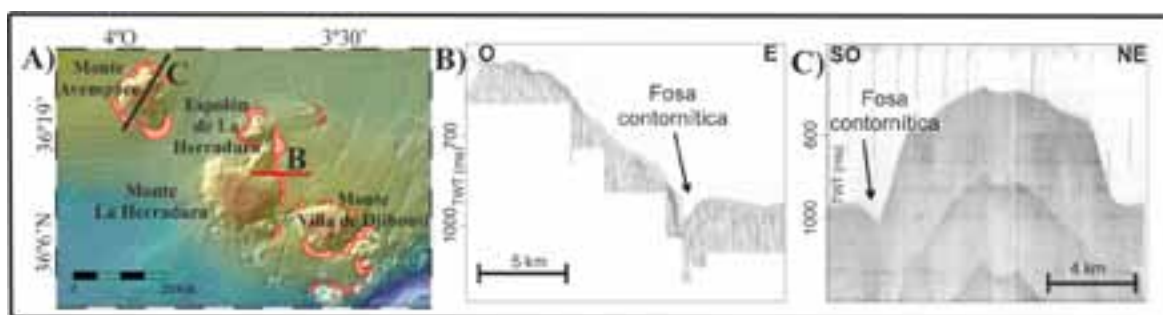


Figura 5. Selección de imágenes que muestran las fosas contorníticas: A) mapa batimétrico donde se cartografían las fosas contorníticas y se indica la situación de los perfiles sísmicos de las figuras B y C; B) perfil sísmico de TOPAS y C) perfil sísmico de SPARKER en los que se muestran los rasgos morfosísmicos de las fosas contorníticas. TWT, *two way travel* (tiempo doble); ms, milisegundos.

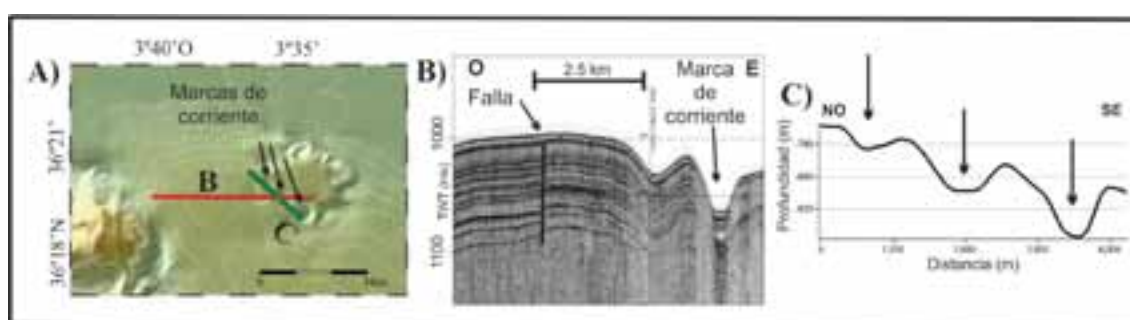


Figura 6. Selección de imágenes que muestran las marcas de corriente: A) mapa batimétrico donde se indica la localización de las depresiones circulares y la situación de los perfiles sísmicos de las figuras B y C; B) perfil sísmico de TOPAS que muestra las marcas de corriente y C) perfil batimétrico de la sección vertical de las marcas de corriente.

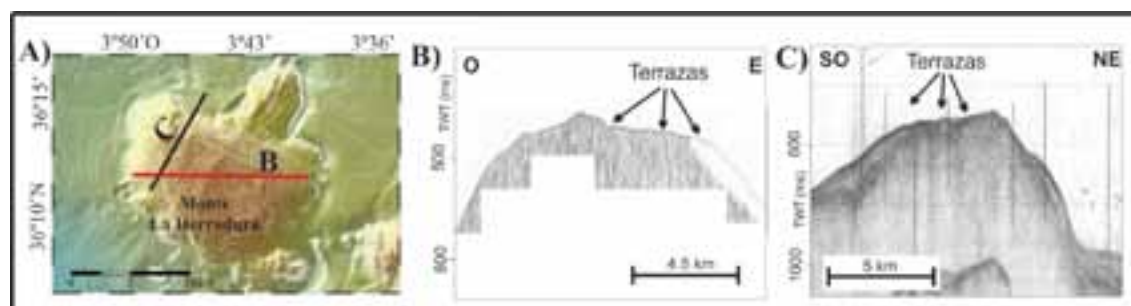


Figura 7. Selección de imágenes que muestran las terrazas: A) mapa de batimetría donde se muestra la presencia de niveles de terrazas erosivas en el monte de La Herradura y la localización de los perfiles sísmicos de las figura B y C; B) perfil sísmico de sonda paramétrica TOPAS y C) perfil sísmico de SPARKER, en los que se muestran los niveles de terrazas cerca de la cima del monte.

Marcas de corriente

Las marcas de corrientes hacen referencia a relieves negativos o depresiones de dimensiones variables que presentan una forma circular. Aparecen aisladas en el noroeste del monte La Herradura y agrupadas en el noreste del área de estudio, a sotavento de un pequeño alto estructural que se localiza al este del Espolón de La Herradura. Las

marcas de corriente presentan perfiles en U y V con anchuras variables entre 800-1000 m. Tienen un relieve negativo de 5-25 m respecto a los fondos marinos adyacentes y aparecen a profundidades de 750-900 m. Las marcas de corriente con perfil en V no muestran evidencias claras de erosión, mientras que las que tienen perfil en U presentan un fondo plano y reflectores truncados en sus flancos (Fig. 6).

Terrazas submarinas

Las terrazas son elementos morfológicos relativamente planos, caracterizados por una baja pendiente (0-5°) y una gran continuidad lateral, en ocasiones llegan a presentar geometría de plano suavemente inclinado, y están limitadas por un escarpe de pequeño relieve, entre 5 y 10 m de altura (Fig. 7). Los escarpes pueden presentar geometrías irregulares debido a procesos erosivos, aunque algunos son lineales y podrían estar relacionados con fallas. Estas formas han sido cartografiadas en el flanco SO del monte La Herradura (Fig. 7). Las terrazas se encuentran formando distintos niveles que aparecen a profundidades comprendidas entre 280-450 m y tienen 6,5 km de longitud. También se han observado formas planas similares en el monte Avempace a unos 300 m de profundidad.

Crestas contorníticas

Las crestas contorníticas o *drifts* contorníticos representan grandes acumulaciones de sedimento estratificado generadas por la acción de corrientes de fondo. Siguiendo la clasificación de REBESCO (2005), se han identificado cuatro tipos de *drifts*: i) *drifts* monticulados y elongados separados, ii) *drifts* adosados, iii) *drifts* confinados y iv) *drifts* laminares.

Los *drifts* monticulados y elongados separados (i) tienen relieves positivos y están siempre asociados con las fosas contorníticas situadas en la base de los montes y se localizan a profundidades comprendidas entre 700 y 950 m (Fig. 8A). Muestran distintas orientaciones (N-S, NE-SO, NO-SE y E-O) que se relacionan con la geometría del monte. Estos depósitos presentan alturas de 20-150 m sobre la profundidad media de la superficie del fondo marino adyacente, pueden llegar a tener hasta 9 km de anchura y entre 10 y 25 km de longitud, presentando pendientes de 0-2° que pueden alcanzar los 35° en los bordes de las fosas contorníticas. El espesor de estos depósitos es variable y puede oscilar desde unos 50 a más de 600 ms TWT (milisegundos en tiempo doble) (Fig. 8A). Los *drifts* adosados (ii) tienen formas elongadas, se localizan en el flanco occidental de los montes y se extienden desde estos hacia el oeste con una orientación preferente E-O a SE-NO formando una "cola de sedimento". En este caso alcanzan

hasta 50 m de altura, presentan una anchura comprendida entre 5-10 km, con longitudes de entre 5-20 km y pendientes de hasta 5°. El espesor de estos depósitos puede variar desde unos 50 a más de 600 ms TWT (Fig. 8B).

Los *drifts* confinados (iii) se localizan entre los montes submarinos, principalmente en la zona más meridional entre los montes La Herradura y Villa de Djibouti, con dirección NE-SO, y entre los montes Villa de Djibouti y otro alto morfológico situado al sur. Presentan una forma monticular con dirección E-O y una geometría irregular controlada por la distribución de los montes submarinos. Se caracterizan por tener relieves que exceden los 100 m sobre la superficie del fondo marino adyacente, y suelen alcanzar 5 km de anchura y 20 km de longitud. El espesor de estos depósitos es de unos 225 m dependiendo del espacio de acomodación existente entre los dos montes contiguos. En los perfiles sísmicos de alta resolución (Fig. 8C) se han observado espesores de hasta 400 ms TWT.

Los *drifts* laminares (iv) se encuentran en las zonas más planas de la plataforma marginal de Motril. Su superficie se caracteriza por relieves positivos con orientación NNO-SSE, con una elevación máxima de 15 m. En los perfiles sísmicos se observan más de 500 ms TWT de espesor (Fig. 8D).

DISCUSIÓN

Procesos geomorfológicos e implicaciones oceanográficas

La distribución de los depósitos contorníticos y rasgos erosivos en los montes submarinos de la zona septentrional de la cuenca del Mar Alborán sugiere que se encuentran bajo la influencia de las corrientes marinas profundas. Esta distribución es coherente con la existencia de una rama de la masa de agua Mediterránea Profunda que circula sobre la plataforma marginal de Motril y entre los montes localizados en el talud norte del margen de Alborán, por debajo de la masa de agua Mediterránea Intermedia.

Este flujo actual de agua que fluye hacia el oeste concuerda con el flujo de masas de agua mediterráneas descrito anteriormente por otros autores (PARRILLA et al. 1986; MILLOT 2009; ERCILLA et al. 2016). Además, la dirección y la

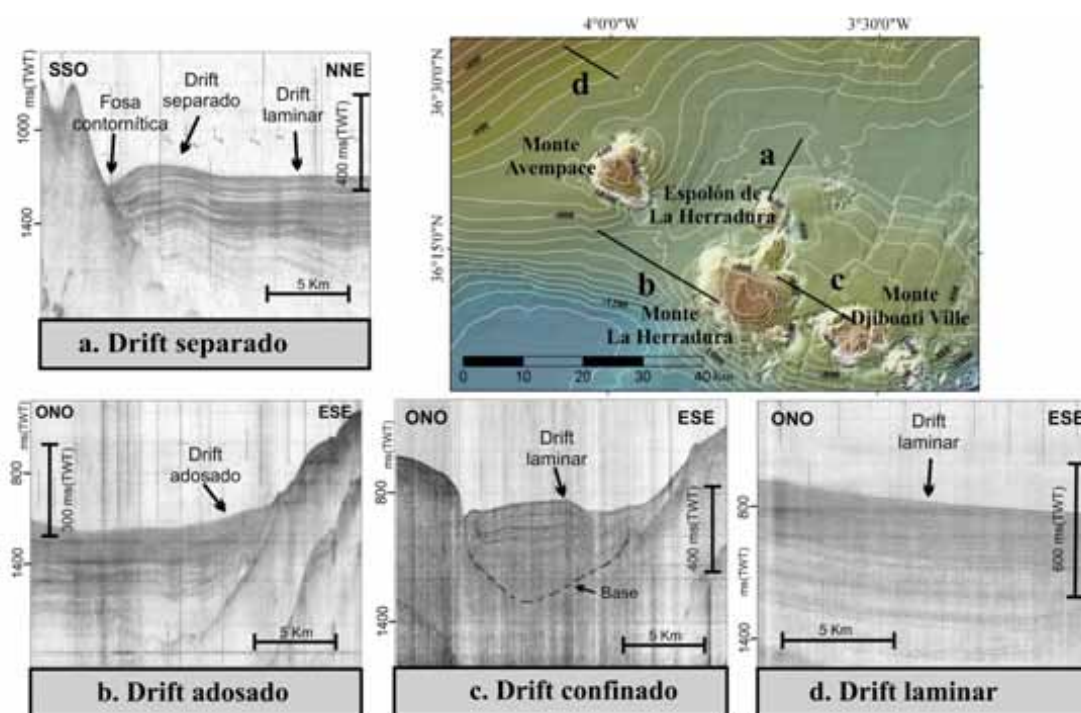


Figura 8. Selección de perfiles sísmicos de SPARKER que muestran diferentes ejemplos de crestas contorníticas. La localización de los perfiles se encuentra en el mapa de batimetría en la esquina superior derecha.

velocidad de las corrientes de fondo estarían condicionadas por factores geomorfológicos de la superficie del fondo marino como cambios en el gradiente de la pendiente, la presencia de altos batimétricos y la presencia de rasgos morfológicos del área de estudio, que condicionarían la circulación de las corrientes de fondo. Los montes submarinos constituyen una barrera discontinua ante la circulación de las masas de agua mediterráneas y generan una serie de pasajes entre ellos donde estas masas se aceleran. La diferente distribución de los tipos morfológicos deposicionales y de los erosivos responde al diferente comportamiento de las masas de agua en torno a estos relieves.

Las crestas contorníticas monticulares separadas localizadas a ambos lados de la base de los montes se generan donde la corriente se divide debido a la obstrucción del flujo por estos relieves positivos (Fig. 9). En el monte Avempace, la corriente profunda fluye hacia el oeste y genera las fosas que se excavan en la base de los flancos norte y sur del monte, aunque también se observa una ligera erosión

en el flanco este de dicho monte. En torno al alto morfológico sin nombre situado en el sector noreste del área de estudio, el proceso de formación del complejo *drift-fosa* es muy similar, así, en el sentido de la corriente pero a la sombra del monte, se generan pequeños *eddies* o remolinos que incrementan la turbulencia. Estos remolinos generan las depresiones circulares que se pueden observar en el lado oeste del monte La Herradura y del espolón de La Herradura. El espolón de La Herradura, que también actúa como un obstáculo, produce una desviación de la corriente que se pone de manifiesto por la presencia y la forma de la fosa asociada. Las crestas contorníticas adosadas ocupan la parte occidental de los montes Avempace y La Herradura con respecto al frente de la interacción del flujo con el monte, distribuidos a modo de cuñas sedimentarias. Estos tipos de *drift* contorníticos se encuentran normalmente en las zonas de sombra de los montes (p.e. DAVIES & LAUGHTON 1972; MASSON et al. 2003; HERNÁNDEZ-MOLINA et al. 2006). Las crestas contorníticas confinadas se sitúan entre montes lo suficientemente próximos.

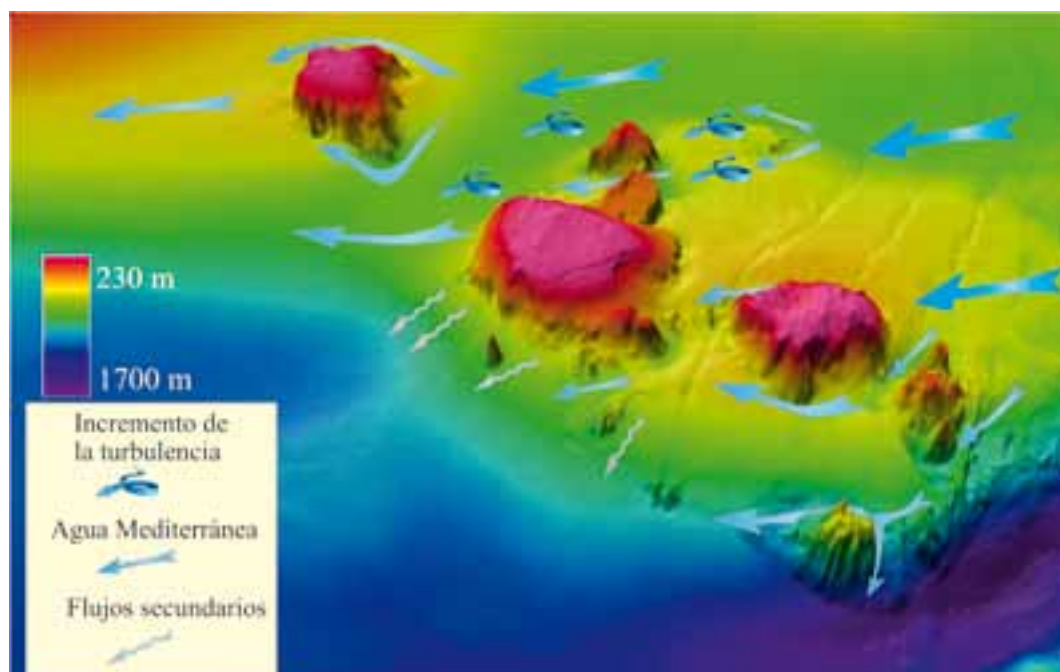


Figura 9. Mapa batimétrico 3D que resume las principales trayectorias que sigue la masa de agua mediterránea en la zona de los bancos de Djibouti.

La localización de los montes La Herradura y Villa de Djibouti con respecto a los otros montes y a los altos morfológicos situados al sureste, han favorecido el desarrollo de estos *drift* contorníticos confinados asociados a las fosas. La masa de agua profunda que atraviesa el corredor morfológico existente entre el monte submarino Villa de Djibouti y los altos morfológicos del sureste y sur, se acelera al pasar por lo altos y provoca la erosión en la base de los mismos generando las fosas. La sedimentación ocurre en el extremo opuesto al frente erosivo de la corriente donde la velocidad es baja y favorece la formación de la cresta cerca del área fuente erosionada. Un segundo mecanismo donde se produce una disminución de la velocidad sería a sotavento de los altos morfológicos. Como resultado de este proceso, se forman *drifts* contorníticos del tipo confinado con formas monticuladas y distribuidos como parches entre los altos estructurales. El mismo proceso tendría lugar entre el monte La Herradura y otros dos situados respectivamente al sureste y al sur. Por último, los *drift* contorníticos laminares ocupan el sector central de la plataforma marginal de Motril entre los montes submarinos y el talud medio, generándose donde el efecto de las masas de agua no interfieren significativamente

con otro proceso y donde el relieve es más aplacerado.

Las formas erosivas cartografiadas pueden ser un buen indicador de la intensidad de la corriente de fondo asociada a las masas de agua así como de las variaciones de la dirección de su flujo, tal y como ha sido propuesto en diversos ambientes fisiográficos sometidos a la acción de corrientes de fondo, como en el entorno de los montes submarinos del *Rockall Trough* (ROBERTS et al. 1974) o en el margen septentrional de Nueva Zelanda (MCCAVE & CARTER 1997). Cuando las corrientes de fondo asociadas a las masas de agua mediterráneas alcanzan los montes Avempace, La Herradura, el espolón de La Herradura y Villa de Djibouti, se dividen en ramas que fluyen a ambos lados alrededor de estos obstáculos (Fig. 9), produciendo un efecto sobre los *drifts* contorníticos similar al descrito por KENNETT (1982) y HERNÁNDEZ-MOLINA et al. (2006). Los principales rasgos erosivos son las fosas contorníticas que se forman hacia los laterales de la base del flanco que está expuesto de forma más directa a la acción de la corriente de fondo, aumentando su incisión según ésta se ve forzada a rodear los flancos adyacentes. Las fosas que se forman en su base representan la dirección de máxima velocidad

de las corrientes que se intensifican hasta ser capaces de erosionar los sedimentos. Las fosas presentan además un desarrollo asimétrico, es decir, están mejor desarrolladas en el flanco sur que en el norte, lo que se ha interpretado como la existencia de un flujo más fuerte hacia el oeste sobre el flanco sur del monte (PALOMINO et al. 2011). De acuerdo con HERNÁNDEZ-MOLINA et al. (2006), las marcas de corriente están asociadas a fenómenos de vorticidad que acontecen cuando un flujo de agua profunda fluye alrededor de un monte submarino. Las marcas de corriente observadas se pueden considerar como formas iniciales en el origen de las fosas contorníticas que se producen por la coalescencia de varias depresiones erosivas.

La cima de los montes presenta una morfología diferente y está influenciada principalmente por la masa de agua Mediterránea Intermedia menos salina y, posiblemente, con la interfase de ésta con la masa de agua Atlántica suprayacente, en episodios de bajo nivel del mar, que en el caso de los montes más someros han debido condicionar la forma prácticamente plana y aterrazada de sus cimas. La formación de terrazas puede estar relacionada con cambios en la estructura y posición de las masas de agua asociadas con cambios climáticos y fluctuaciones del nivel del mar. La cima de los montes puede haber sido erosionada tanto por el flujo de agua Atlántica como por el de agua Mediterránea Intermedia, dependiendo de la profundidad de la interfase en un determinado momento, mientras que los tipos morfológicos en la plataforma marginal de Motril podrían estar relacionados con la interacción de la topografía tanto con el agua Mediterránea Intermedia como con el agua Mediterránea Profunda. CACHO et al. (2000) propusieron una profundidad variable para la estructura de las masas de agua en el Mar de Alborán como respuesta a una reducción del espesor de la masa de agua Mediterránea Profunda durante los periodos cálidos interestadiales, que podría haber favorecido una circulación más profunda del agua Mediterránea Intermedia y que, por tanto, podría ser responsable de gran parte de los tipos morfológicos de origen sedimentario que se observan hoy en día en la superficie del fondo marino y que en la actualidad se encuentran sometidos a la interacción con una capa de pequeño espesor del agua Mediterránea Profunda.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AUZENDE JM, REHAULT JP, PASTOURET L, SZEPE B & OLIVET JL. 1975. Les bassins sédimentaires de la Mer d'Alboran. *Bull Soc Géol France* 7 (XVII): 98-107.
- BALLESTEROS M, RIVERA J, MUÑOZ A, MUÑOZ-MARTÍ A, ACOSTA J, CARBÓ A & UCHUPI A. 2008. Alboran Basin, southern Spain – part II: neogene tectonic implications for the orogenic float model. *Mar Petrol Geol* 25: 75-101.
- CACHO I, GRIMALT JO, SIERRA FJ, SHACKLETON N & CANALS M. 2000. Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth Planet Sci Lett* 183: 417-429.
- COMAS MC, PLATT JP, SOTO JI & WATTS AB. 1999. The origin and tectonic history of the Alboran basin: insights from Leg 161 results. In: Zahn R, Comas M & Klaus A (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol 161: 555-580.
- DAVIES TA & LAUGHTON AS. 1972. Sedimentary processes in the North Atlantic. In: Laughton AS, Berggren WA (eds.), *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, vol 12. US Government Printing Office, Washington, pp 905-934.
- DEWEY JF, HELMAN ML, TURCO E, HUTTON DHW & KNOTT SD. 1989. Kinematics of the Western Mediterranean. In: Coward MP, Dietrich D, Park RG (eds.), *Alpine tectonics*. *Geol Soc Lond Spec Publ* 45: 265-283.
- DUGGEN S, HOERNL K, VAN DEN BOGAARD P & HARRIS C. 2004. Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters* 218(1-2): 91-108.
- ERCILLA G, CASAS D, VÁZQUEZ JT, IGLESIAS J, SOMOZA L, JUAN C, MEDIALDEA T, LEÓN R, ESTRADA F, GARCÍA GIL S, FARRAN M, BOHOYO F, GARCÍA M, MAESTRO A, ERGAP Project and Cruise Teams. 2011. Imaging the recent sediment dynamics of the Galicia Bank region (Atlantic, NW Iberian Peninsula). *Marine Geophysical Research* 32 (1-2): 99-126.

- ERCILLA G, JUAN C, HERNÁNDEZ-MOLINA FJ, BRUNO M, ESTRADA F, ALONSO B, CASAS D, FARRAN M, LLAVE E, GARCÍA M, VÁZQUEZ JT, D'ACREMONT E, GORINI C, PALOMINO D, VALENCIA J, EL MOUMNI B & AMMAR A. 2016. Significance of bottom currents in deep-sea morphodynamics: an example from the Alboran Sea. *Mar Geol* 378: 157-170.
- FERNÁNDEZ-IBÁÑEZ F, SOTO JI, ZOBACK MD, & MORALES J. 2007. Present day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean). *Journal of Geophysical Research* 112: B08404.
- GARCÍA-DUEÑAS V, BALANYÁ JC & MARTÍNEZ-MARTÍNEZ JM. 1992. Miocene Extensional Detachments in the Outcropping Basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their Tectonic Implications. *Geo Mar Lett* (12): 88-95.
- GENIN A. 2004. Bio-physical coupling in the formation of zooplankton and fish aggregations over abrupt topographies. *J Mar Syst* 50 (1/2): 3-20.
- GILL RCO, APARICIO A, EL AZZOUZI M, HERNANDEZ J, THIRLWALL MF, BOURGOIS J, & MARRINER GF. 2004. Depleted arc volcanism in the Alboran Sea and shoshonitic volcanism in Morocco: Geochemical and isotopic constraints on Neogene tectonic processes. *Lithos* 78 (4): 363-388.
- HERNÁNDEZ-MOLINA FJ, LARTER RD, REBESCO M & MALDONADO A. 2006. Miocene reversal of bottom water flow along the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: stratigraphic evidence from a contourite sedimentary tail. *Mar Geol* 228: 93-116.
- HOWE JA, STOKER MS, MASSON DG, PUDSEY CJ, MORRIS P, LARTER RD & BULAT J. 2006. Seabed morphology and the bottom-current Geo-Mar Lett pathways around Rosemary Bank seamount, northern Rockall Trough, North Atlantic. *Mar Petrol Geol* 23: 165-181.
- KENNETT JP. 1982. *Marine geology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 913 pp.
- MALDONADO A, CAMPILLO AC, MAUFFRET A, ALONSO B, WOODSIDE J & CAMPOS J. 1992. Alboran Sea late Cenozoic tectonic and stratigraphic evolution. *Geo Mar Lett* 12(2/3): 179-186.
- MARTÍNEZ-GARCÍA P, SOTO JI & COMAS M. 2011. Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics. *Geo Mar Lett* 31(1): 19-36.
- MASSON DG, BETT BJ, BILLET DSM, JACOBS CL, WHEELER AJ & WYNN RB. 2003. The origin of deep-water, coral-topped mounds in the northern Rockall Trough, Northeast Atlantic. *Mar Geol* 194: 159-180.
- MCCAVE IN & CARTER L. 1997. Recent sedimentation beneath the deep Western Boundary current off northern New Zealand. *Deep Sea Res* 44: 1203-1237.
- MCCCLUSKY S, REILINGER R, MAHMOUD S, BEN SARI D & TEALEB A. 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophys J Int* 155: 126-138.
- MILLOT C. 2009. Another description of the Mediterranean Sea outflow. *Prog Oceanogr* 82: 101-124.
- NOCQUET JM. 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics* 579: 220-242.
- OLIVET JL, PAUTOT P & AUZENDE JM. 1973. Structural framework of selected regions of the Western Mediterranean: Alboran Sea. In: Ryan WBF, Hsu KL, Al E (eds.), *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*. US Government Printing Office, Washington, pp. 1417-1430.
- OWENS WB & HOGG NG. 1980. Oceanic observations of stratified Taylor columns near a bump. *Deep Sea Res A* 27: 1029-1045.
- PALOMINO D. 2016. *Geomorfología de montes submarinos y su relación con los procesos geológicos recientes en márgenes continentales al sur de España*. PhD Thesis, Universidad de Cádiz, Cádiz.
- PALOMINO D, ALONSO B, LO IACONO C, CASAS D, D'ACREMONT E, ERCILLA G, GORINI C & VÁZQUEZ JT. 2015. Seamount and Seamount-like Structures of the Alboran Sea. In: Würtz M & Rovere M (eds.), *Atlas of the Mediterranean Seamount and Seamount-like Structures*. Gland, Switzerland and Málaga, Spain: IUCN. 276 pp.

- PALOMINO D, DÍAZ DEL RÍO V, VÁZQUEZ JT, FERNÁNDEZ SALAS LM & LÓPEZ-GONZÁLEZ N. 2009. Fenómenos de inestabilidad en el banco de Djibouti: deslizamientos submarinos. In: Troncoso JS, Alejo I, López J (eds.), *Resúmenes II Simp Int Ciencias del Mar*, 27–30 April 2009, Vigo, pp 280–281.
- PALOMINO D, VÁZQUEZ JT, ERCILLA G, ALONSO B & LÓPEZ-GONZÁLEZ N. 2011. Interaction between seabed morphology and water masses around the seamounts on the Motril Marginal Plateau (Alboran Sea, Western Mediterranean). *Geo-Mar Lett* 31: 465–479.
- PARRILLA G, KINDER TH & PRELLER RH. 1986. Deep and intermediate Mediterranean water in the western Alboran Sea. *Deep Sea Res* 33(1): 55–86.
- PLATT JP. 2007. From orogenic hinterlands to Mediterranean-style back-arc basins: a comparative analysis. *J Geol Soc Lond* 164: 297–311.
- PLATT JP & VISSERS RLM. 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology* 17: 540–543.
- REBESCO M. 2005. Contourites. In: Selley RC, Cocks LRM, Plimer IR (eds.) *Encyclopedia of geology*. Elsevier, Oxford, pp 513–527.
- ROBERTS DG, HOGG NG, BISHOP DG, & FLEWELLEN CG. 1974. Sediment distribution around moated seamounts in the Rockall Trough. *Deep Sea Res* 21: 175–184.
- ROGERS AD. 1994. The biology of seamounts. *Adv Mar Biol* 30: 305–340.
- STAUDIGEL H, KOPPERS AAP, LAVELLE JW, PITCHER TJ & SHANK TM. 2010. Box 1: defining the word “seamount”. *Oceanography* 23(1):20–21.
- TORNÉ M, FERNÁNDEZ M, COMAS MC & SOTO JL. 2000. Lithospheric structure beneath the Alboran Basin: Results, from 3D Gravity Modeling and Tectonic Relevance. *Journal of Geophysical Research* 105(B2): 3209–3228.
- VÁZQUEZ JT. 2001. *Estructura del margen septentrional del mar de Alboran*. PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- VÁZQUEZ JT, ALONSO B, FERNÁNDEZ-PUGA MC, GÓMEZ-BALLESTEROS M, IGLESIAS J, PALOMINO D, ROQUE C, ERCILLA G & DÍAZ DEL RÍO V. 2015. Seamounts along the Iberian Continental Margins. En: *Procesos Geológicos en el Margen Continental Ibérico: nuevos avances y tendencias*. *Boletín Geológico y Minero*, 126 (2-3):483–514.
- VÁZQUEZ JT, ESTRADA F, VEGAS R, ERCILLA G, D’ACREMONT E, FERNÁNDEZ-SALAS LM, ALONSO B, FERNÁNDEZ-PUGA MC, GÓMEZ-BALLESTEROS M, GORINI CH, BÁRCENAS P & PALOMINO D. 2014. Quaternary tectonics influence on the Adra continental slope morphology (Northern Alboran Sea). In: Álvarez-Gómez, J.A. & Martín-González, F. (eds.), *Una aproximación multidisciplinar al estudio de las fallas activas, los terremotos y el riesgo sísmico*, pp. 89–92.
- VÁZQUEZ JT, VEGAS R & MEDIALDEA T. 2008. Estructuras recientes de deformación en el margen continental del mar de Alborán (Sector Benalmádena-Adra). *Geo-Temas* 10: 595–598.
- VEGAS R, MEDIALDEA T & VÁZQUEZ JT. 2008. Sobre la naturaleza del límite de placas actual entre la Península Ibérica y el norte de África. *Geo-Temas* 10: 1535–1538.
- WESSEL P, SANDWELL DT & KIM SS. 2010. The Global Seamount Census. *Oceanography* 23(1): 24–33.